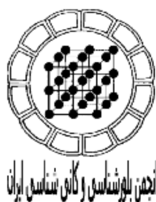
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۹، از صفحهٔ ۶۰۹ تا ۶۲۲



ویژگی‌های زمین شیمیایی و شیمی کانی کلینوپیروکسن سنگ‌های بازالتی منطقه گشت-ماسوله کوه‌های البرز

لیلا رضائی[۱]، محسن مؤذن[*۱]، مارتین تیمرمن[۲]

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

۲- انیستیتوی علوم زمین، دانشگاه پتسدام، پتسدام، آلمان

(دریافت مقاله: ۹۸/۶/۳۰، نسخه نهایی: ۹۸/۹/۲۳)

چکیده: سنگ‌های بازالتی در منطقه گشت-ماسوله در جنوب غرب فومن، استان گیلان، در واحدهای ژوراسیک و نیز واحدهای کرتاسه پسین در منطقه گسترش دارند. براساس شیمی سنگ کل، عدد منیزیم این سنگ‌ها بین ۳۰ و ۳۱/۷ است. الگوی عناصر خاکی نادر (REE)، غنی شدگی REE سبک را نسبت به REE سنگین نشان می‌دهد (La_N/Yb_N = ۷/۷ – ۹/۸). ناهنجاری منفی Nb، Ta و Ti در نمودار عنکبوتی عناصر جزئی بهنجار شده به گوشته اولیه بیانگر تشکیل مذاب این سنگ‌ها در محیط وابسته به قوس است. ویژگی شیمیایی درشت بلور کلینوپیروکسن با ترکیب دیوپسید نشانگر تبلور این کانی از یک ماگمای آهکی قلیایی در یک محیط وابسته به کشش است. براساس ویژگی‌های زمین شیمیایی و شیمی کانی، این سنگ‌ها در یک محیط کششی متبلور شده‌اند و همچنین دارای ویژگی‌های محیط قوس هستند که به ارث رسیده از فرورانش پیشین به احتمال بسیار فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس کهن، در شمال ایران در رشته کوه البرز است.

واژه‌های کلیدی: *البرز؛ گشت-ماسوله؛ بازالت؛ کلینوپیروکسن؛ محیط زمین ساختی کششی.*

مقدمه

کوه‌های البرز در نتیجه بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس، رخدادهای مربوط به برخورد پلیت ایران از سرزمین‌های گندوانایی به کرانه جنوبی سرزمین‌های اوراسیایی را در خود ثبت کرده اند [۱-۵]. برخی پژوهشگران این برخورد را مربوط به رخدادهای ائوسیمیرین در اواخر تریاس پایانی و ژوراسیک آغازی می دانند که پیامد آن ناپیوستگی در قاعده رسوب‌های شمشک است [۶]. رسوب‌های تریاس پایانی- ژوراسیک آغازی (شمشک) در البرز گسترش بسیاری دارند و بیشتر از سنگ‌های سیلیسی تخریبی تشکیل شده‌اند که در پی حرکت‌های زمین-ساختی سیمیرین میانی [۸،۷] با تغییر نظام دریایی با دگرشیبی به رسوب‌های کربناتی باژوسین (ژوراسیک میانی) تبدیل می‌شوند. [۹] این تغییر نظام در رسوبگذاری را شروع گسترش حوضه جنوبی دریای خزر می‌دانند. از فعالیت‌های ماگمایی در این دوره می‌توان به تشکیل گابروهای قلیایی کمربن در البرز مرکزی و بازالت‌های شاهرود، دامغان و سمنان اشاره نمود که برخی [۱۱،۱۰] تشکیل این توده‌ها را در ارتباط با حرکت‌های کششی تریاس پایانی و ژوراسیک آغازی در البرز در نظر می‌گیرند. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه آغازی در البرز با ضخامت ۱۲۰۰ متر در چالوس رخنمون گسترده‌ای دارند [۱]. کزمین [۱۲] تشکیل این سنگ‌ها را وابسته به رخدادهای کافتی در کرانه البرز شمالی می‌داند. همچنین برخی [۱۴،۱۳] تشکیل سنگ‌های آتشفشانی قلیایی کرتاسه میانی در کجور و عباس‌آباد چالوس را نتیجه صعود بی درروی مذاب برآمده از گوشته دگرنهاده در یک محیط کششی کافت قاره‌ای و در ارتباط با ساختارهای گرابن توصیف می‌نمایند. به عقیده برخی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۱۳۳۳۹۲۶۷۹، نمابر: ۰۴۱۳۳۳۵۶۰۲۷، پست الکترونیکی: moazzen@tabrizu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.5.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.609]

پژوهشگران [۱۶،۱۵] بازالت‌های قلیایی کرتاسه پسین مربوط به توالی افیولیتی حوضه جنوبی خزر نتیجه فعالیت تنوره در محیط وابسته به کشش و سنگ‌های مافیک و فرامافیک این مجموعه از یک ماگمای بازالتی در یک محیط قوس و یا فرافرورانشی تشکیل شده‌اند. دلاوری و همکاران [۱۷] فعالیت آتشفشانی قلیایی کرتاسه پسین در البرز (جنوب لاهیجان) را در ارتباط با رخداد کافت قاره‌ای در نتیجه فعالیت تنوره‌های گوشته‌ای عنوان می‌کنند. برخی [۱۸-۲۰] عقیده دارند که بازالت‌ها و گابروهای کرتاسه جواهردشت در شرق گیلان از گوشته سست کره‌ای با منبع مورب در یک محیط کافت قاره‌ای تشکیل شده‌اند. از دیگر فعالیت‌های ماگمایی دوره کرتاسه در البرز می‌توان به آتشفشانی‌های قلیایی سیارده (شمال شرق قزوین) اشاره کرد که در یک محیط کششی کافت درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند [۲۱]. برپایه اطلاعات نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بندر انزلی [۲۲]، فعالیت آتشفشانی مزوزئیک در منطقه گشت-ماسوله شامل بازالت‌های تریاس پایانی- ژوراسیک آغازی و آتشفشانی‌های کرتاسه پایانی با ترکیب بازی تا حدواسط است. بازالت‌های منطقه گشت- ماسوله در روستای آبرود، جنوب غرب فومن، در واحدهای ژوراسیک و به احتمال بسیار جوان‌تر از آن رخنمون دارند (بدلیل پوشش گیاهی، ارتباط چینه-شناسی این سنگ‌ها با واحدهای مجاور قابل مشاهده نیست). در این پژوهش، شیمی سنگ کل و شیمی درشت بلورهای کلینوپیروکسن بازالت‌ها در این منطقه برای تعیین ویژگی‌های ماگمای مادر این سنگ‌ها و نیز محیط زمین ساختی تشکیل این ماگماها بررسی شد.

روش بررسی

پیمایش‌های صحرایی و برداشت نمونه‌ها از منطقه مورد بررسی انجام شد و پس از بررسی نمونه‌های دستی، نمونه‌هایی با کمترین دگرسانی برای تهیه مقاطع میکروسکوپی و بررسی‌های بعدی انتخاب شدند. چهار نمونه سالم پس از بررسی‌های میکروسکوپی برای تجزیه شیمی کل انتخاب گردیدند. بدلیل دگرسان بودن سایر نمونه‌ها، انتخاب نمونه بیشتر برای تجزیه شیمیایی سنگ کل ممکن نبود. البته، از آنجا که نمونه‌های بررسی شده با میکروسکوپ ویژگی‌های بافتی و کانی شناسی بسیار مشابهی را نشان می‌دهند، نمونه‌های تجزیه شده معرف این بازالت‌ها هستند.

نمونه‌ها پس از پودر شدن در آزمایشگاه شرکت زمین پژوه سهند، برای تجزیه به آزمایشگاه Actlabs کانادا ارسال شدند. به منظور آماده‌سازی نمونه‌ها برای تجزیه اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و جزئی منتخب (Ba, Be, Sc, Sr, V, Y, Zr)، نخست هر نمونه با لیتیوم تترابورات و لیتیوم متابورات مخلوط شده و پس از ذوب در کوره، در محلول ٪۵ اسیدنیتریک حل شد. محلول به دست آمده پس از رقیق سازی‌های لازم برای اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و عناصر خاکی نادر به روش طیف سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) با دستگاه Varian Vista ۷۳۵ ICP تجزیه شدند. دستگاه با ۷ نمونه استاندارد تهیه شده توسط USGS و CANMENT واسنجی شده و برای کنترل درستی و دقت اندازه‌گیری‌ها، تجزیه یکی از نمونه‌های استاندارد تکرار شد. برای اندازه‌گیری عناصر خاکی نادر (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) و سایر عناصر فرعی و جزئی منتخب (Cr, Hf, Ni, Nb, Pb, Rb, Ta, Th, U)، یک گرم از نمونه پودر شده به صورت محلول ۲۵۰ میلی لیتری درآمد که نمونه‌های مرجع بین‌المللی همزمان آماده شدند. این عناصر به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) با دستگاه ۹۰۰۰ Perkin Elmer Sciex تجزیه گردیدند. پیش از اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و خاکی نادر نمونه‌ها، مقدار مواد فرار با محاسبه وزن کم شده از نمونه پس از دو ساعت گرمادهی در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد. دقت آزمایش برای اکسیدهای اصلی ٪۲ و برای عناصر فرعی ٪۵ است.

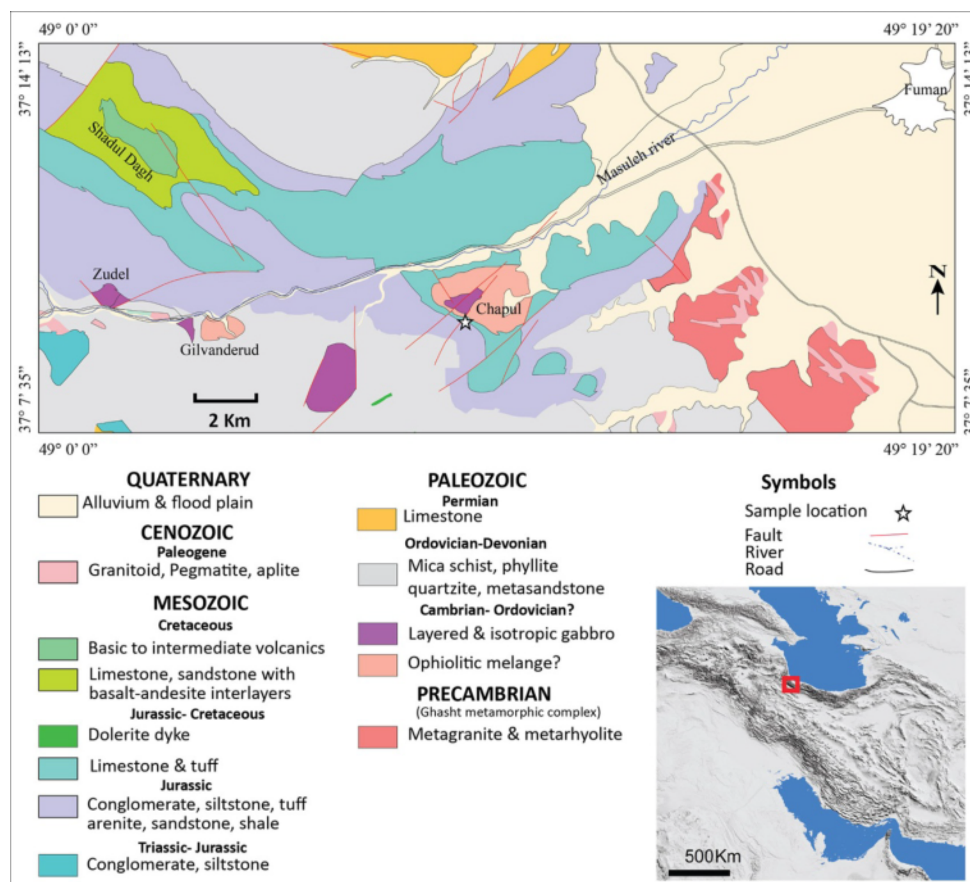
درشت بلورهای کلینوپیروکسن در مؤسسه علوم زمین دانشگاه پتسدام آلمان با دستگاه ریزپردازنده الکترونی JEOL JXA ۸۲۰۰ با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kV با شدت جریان ۱۰nA و قطر پرتوی لیزر ۲ μm تجزیه شد. دقت و درستی نتایج با نمونه‌های مرجع طبیعی مقایسه گردید.

بحث و بررسی

زمین‌شناسی صحرایی

منطقه‌ای که برای بررسی در این پژوهش انتخاب شد در شمال ایران در کوه‌های البرز در طول جغرافیایی ″۰ '۰ °۴۹ ، ″۲۰ '۱۹ °۴۹ و عرض جغرافیایی ″۳۵ '۷ °۳۷ تا ″۱۳ '۱۴ °۳۷ در جنوب غرب فومن در طول رودخانه ماسوله قرار دارد. سنگ-های آتشفشانی این منطقه در واحد های ژوراسیک و به احتمال

بسیار جوان‌تر از ژوراسیک یافت می‌شوند که نمونه‌های بازالتی از روستای آبرود واقع در جنوب غرب فومن برداشت شدند. رخنمون سنگ‌های آتشفشانی وابسته به کرتاسه در گوشه شمال غرب نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بندرانزلی [۲۲] (شمال غرب شاندرمن) و در شمال غرب محل نمونه‌برداری نشان داده شده‌اند (شکل ۱). نمونه‌های برداشت شده در این پژوهش از ارتفاعات روستای آبرود فومن در ادامه واحدهای بازالتی و آندزیتی کرتاسه بودند که در شمال غرب محل نمونه‌برداری در شادول داغ و ماسوله داغ، رخنمون آنها در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بندر انزلی [۲۳] گزارش شده است. با توجه به برونزد کوچک سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر، این سنگ‌ها در نقشه بندر انزلی در محل مورد بررسی مشخص نشده‌اند. از واحدهای قدیمی همراه این سنگ‌ها می‌توان به ماسه‌های سیلتی و شیل‌ها با دگرگونی ضعیف اشاره کرد که با میان لایه‌هایی از آهک خاکستری تیره بلوری و افق‌هایی از سنگ‌های آندزیتی دگرسان شده دیده می‌شوند. این نهشته‌های توربیدایتی براساس ویژگی چینه‌ای و سنی درون لایه‌های آهکی، به پالئوزوئیک نسبت داده می‌شوند. توده‌های مافیک به همراه واحدهایی به سن تریاس- ژوارسیک در سازند شمشک که تناوبی از ماسه آرکوزی و کنگلومرای ناهمگن و لای سنگ به همراه بازالت‌های قلیایی و اسپیلیت و نیز از شیل و لای سنگ و لایه‌های متوسط تا ضخیم آرنایت برونزد دارند [۲۲]. از دیگر سنگ‌های بازی در منطقه می‌توان به گابروهای انباشتی و همسانگرد که رخنمون آنها در نزدیکی روستای گیلونده‌رود و زودل قابل مشاهده است اشاره کرد. همچنین در ارتفاعات روستای چپول تا چپول-کَش نیز در مسیر روخانه اصلی می‌توان قطعه‌های بسیار بزرگی از سنگ‌های گابرویی که بیشتر از گابروهای انباشتی کلینوپیروکسن-الیوین تشکیل شده‌اند را در مسیر رودخانه دید. بدلیل وجود پوشش گیاهی و دگرسانی شدید در منطقه، تعیین روابط چینه‌ای سنگ‌های بازالتی در ارتفاعات روستای آبرود فومن با واحدهای کناری بسیار مشکل و تا حدی ناممکن است (شکل ۲).



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی و جایگاه آن در نقشه ایران، ساده شده و برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بندرانزلی سازمان زمین‌شناسی ایران [۲۲].

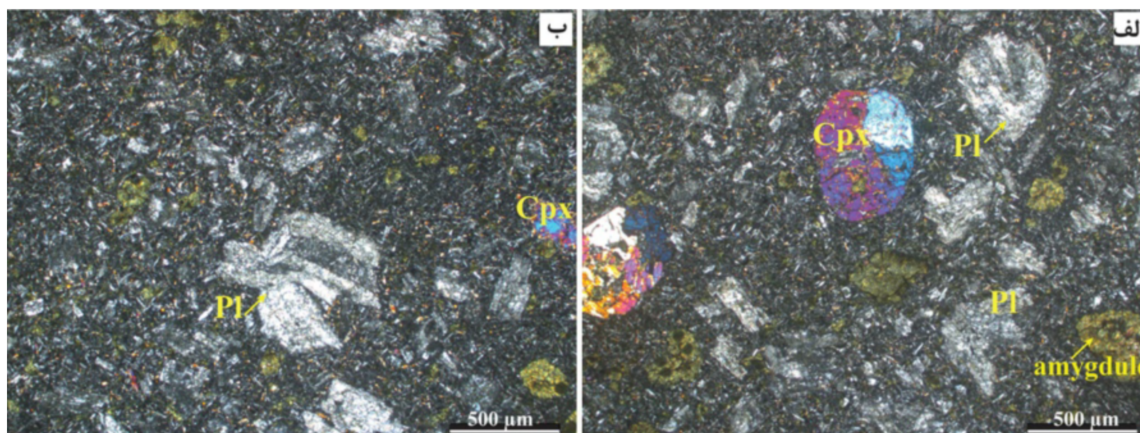


شکل ۲ الف و ب) برونزد بازالت‌ها در منطقه و پ) نمای نزدیک از بازالت‌ها و حفره‌ها پر شده با کانی‌های ثانویه.

سنگ‌نگاری

در نمونه دستی این سنگ‌ها، بادامک‌ها به صورت ثانویه با چرت و یا کلسیت پر شده‌اند (شکل ۲ پ). کانی‌های اصلی بازالت‌های مورد بررسی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز هستند (شکل‌های ۳ الف و ب). کانی‌های تیره در زمینه‌ای شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن دانه‌ریز حضور دارند. کلینوپیروکسن به صورت درشت بلور و شکل دار تا نیمه شکل‌دار در اندازه تقریبی ۵۰۰µm به فراوانی ٪۲۰ و پلاژیوکلاز بصورت درشت بلور شکل دار در اندازه µm ۲۰۰-۵۰۰ به فراوانی حدود ٪۲۰ در زمینه حضور دارند. پلاژیوکلاز گاهی بافت انباشتی یا گلومروپورفیری دارد و با ماکل چندریخت مشخص می‌شود. (شکل ۳ ب). پلاژیوکلاز بیشتر به سرسیت دگرسان شده است، از این رو تجزیه قابل قبولی از درشت بلور پلاژیوکلاز برای تعیین ترکیب شیمیایی آنها از لبه به مرکز بدست نیامد. تجزیه‌های انجام شده محدود به چند نقطه از بخش‌های سالم پلاژیوکلاز هستند که مقدار عضو نهایی آنورتیت ۸۲٫۵ تا ۸۵٫۷ درصد را برای آنها نشان می‌دهد.

درشت بلورهای کلینوپیروکسن گاهی به صورت شبه ریخت با فازهای ثانویه مانند کلسیت و چرت پر شده‌اند (شکل ۳ الف)، ولی بیشتر آنها سالم هستند. الیوین در نمونه‌های مورد بررسی دیده نشد. کانی‌های تیره دانه‌ریز بوده و به مقدار بسیار کم و فرعی در زمینه سنگ قابل مشاهده است [۲۴].



شکل۳ الف و ب) تصاویر مقطع میکروسکوپی بازالت‌های منطقه گشت-ماسوله از درشت بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه دانه ریز. نشانه های اختصاری کانی ها از مرجع [۲۴] است.

شیمی سنگ کل بازالت

از نظر شیمیایی، تغییرات اکسیدهای اصلی سنگ‌های بازالت‌ها برای SiO_2 از ۴۹/۴ تا ۵۰/۱ درصدوزنی، MgO از ۴/۱ تا ۴/۴ درصد وزنی، FeO^t از ۹/۳ تا ۹/۷ درصد وزنی، Al_2O_3 از ۱۸/۰ تا ۱۸/۴ درصد وزنی، TiO_2 از ۱/۲ تا ۱/۵ درصد وزنی، CaO از ۶/۸ تا ۶/۹ درصد وزنی، Na_2O از ۳/۰ تا ۳/۷ درصد وزنی و برای K_2O از ۲/۱ تا ۲/۵ درصد وزنی است. عدد منیزیم نمونه‌های تجزیه شده بین ۳۰ و ۳۱/۷ متغیر است. ترکیب شیمیایی بازالت‌ها در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌کل بازالت‌های آبرود-فومن در منطقه گشت-ماسوله به روش‌های ICP-OES و ICP-MS.

شماره نمونه	16FMN32A	16FMN32C	16FMN32D	16FMN32B
اکسیدهای اصلی (درصد وزنی)				
SiO_2	49/44	49/75	49/81	50/12
TiO_2	1/32	1/48	1/21	1/38
Al_2O_3	18/06	18/39	18/11	17/97
FeO^t	9/73	9/63	9/28	9/36
MnO	0/15	0/17	0/18	0/15
MgO	4/19	4/12	4/27	4/35
CaO	6/78	6/77	6/90	6/81
Na_2O	3/70	3/58	2/97	3/26
K_2O	2/25	2/47	2/06	2/12
P_2O_5	0/43	0/39	0/40	0/28
LOI	3/22	3/51	4/62	3/88
Total	99/29	100/25	99/81	99/67
$100\times MgO/(MgO+FeO^t)=Mg^{\#}$	۱/۳۰	۰/۳۰	۵/۳۱	۷/۳۱
عناصر جزئی و فرعی (ppm)				
Sc	24/00	31/00	23/00	27/00
Rb	46/00	51/00	40/00	43/00
Ba	719/00	698/00	722/00	743/00
Th	4/20	4/70	4/40	5/20
U	1/00	1/30	0/90	0/80
Nb	13/00	15/00	13/00	12/00
Ta	0/80	0/90	0/80	1/00
Pb	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Sr	978/00	966/00	981/00	1002/00
Y	23/00	23/00	26/00	21/00
Zr	130/00	120/00	137/00	144/00
Hf	3/20	3/40	3/90	3/40
Ni	40/00	47/00	39/00	56/00
Cr	80/00	69/00	77/00	98/00
V	233/00	221/00	252/00	246/00
REE (ppm) (عناصر خاکی نادر)				
La	31/40	29/60	31/60	37/80
Ce	63/80	67/10	64/60	69/00
Pr	7/57	7/45	7/90	8/11
Nd	31/40	33/30	34/70	39/60
Sm	6/60	6/80	6/10	7/40
Eu	2/00	3/00	2/00	2/00
Gd	5/40	5/20	5/80	6/10
Tb	0/80	0/90	0/80	1/30
Dy	4/70	5/20	4/30	4/60
Ho	0/90	0/90	0/90	0/80
Er	2/40	2/40	2/10	2/50
Tm	0/36	0/31	0/39	0/48
Yb	2/30	2/50	2/80	3/50
Lu	0/35	0/33	0/36	0/29
$(La/Yb)_N$	9/79	8/49	8/10	7/75
$(La/Sm)_N$	3/07	2/81	3/34	3/30
$(Sm/Yb)_N$	3/19	3/02	2/42	2/35
Eu_N/Eu^*	1/02	1/54	1/03	0/91
Th/Yb	1/83	1/88	1/57	1/49
Nb/Yb	5/65	6/00	4/64	3/43
Nb/Y	0/57	0/65	0/50	0/57
Zr/Y	5/65	5/22	5/27	6/86
Zr/Yb	56/52	48/00	48/93	41/14
Nb/Th	3/10	3/19	2/95	2/31
b.d.= below detection limit (زیر حد آشکار سازی)				
حد آشکارسازی برای سرب ≥ ۵ ppm				

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.5.9]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.609]

شیمی درشت بلورهای کلینوپیروکسن

کانی پیروکسن یکی از فراوان‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های ماگمایی بازی و فرابازی است و ترکیب آن متناسب با ماگمایی که از آن متبلور می‌شود تغییر می‌کند [۲۶،۲۵] و ترکیب شیمیایی اولیه آن نیز در برابر دگرسانی های بعدی حفظ می‌شود. از این رو، کانی کلینوپیروکسن از کانی‌های مهم و کاربردی برای تعیین سری ماگمایی [۲۷]، محیط زمین ساختی [۲۸] و دما و فشار تبلور سنگ‌های ماگمایی به شمار می‌رود [۲۹-۳۳].

در این پژوهش، شیمی درشت بلورهای کلینوپیروکسن سنگ‌های بازالتی برای تعیین ویژگی‌های ماگمای مادر و جایگاه زمین ساختی تشکیل این سنگ‌های بازالتی در منطقه گشت-ماسوله بررسی شد. ترکیب شیمیایی کانی کلینوپیروکسن در جدول ۲ ارائه شده است. فرمول ساختاری کلینوپیروکسن بر اساس ۶ اتم اکسیژن و ۴ کاتیون محاسبه گردید. Fe^{2+} و Fe^{3+} با روش عنصرسنجی [۳۴] محاسبه شدند. درشت بلورهای کلینوپیروکسن سنگ‌های بازالتی مورد بررسی دارای TiO_2 (۰/۱ تا ۲/۲ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۰/۵تا ۵/۷ درصد وزنی) و Na_2O (۰/۲ تا ۰/۵ درصد وزنی) پایین و مقدار CaO بالا (۱۸/۵ تا ۲۳/۵ درصد وزنی) هستند. عدد منیزیم ($Mg^{\#}$) این کلینوپیروکسن‌ها بین ۶۴/۸ تا ۹۰/۳ در تغییر است. ترکیب میانگین اعضای نهایی کلینوپیروکسن سنگ‌های مورد بررسی $Wo_{۴۰/۰-۴۷/۸}$ $En_{۳۸/۶-۴۵/۹}$ $Fs_{۹/۱-۱۶/۶}$ است. با توجه به درجه دگرسانی بالا و کوچک بودن اندازه دانه‌های کلینوپیروکسن، تجزیه شیمیایی آنها به صورت نقطه‌ای و از بخش‌های سالم کانی انجام گرفت. تجزیه‌ی خطی (لبه- لبه) از یکی از کلینوپیروکسن‌های نمونه ۱۶FMN۳۲A نشان می‌دهد که تغییر شیمیایی مهمی در این کانی وجود ندارد و کلینوپیروکسن‌های این بازالت‌ها از نظر ترکیب شیمیایی بدون منطقه بندی شیمیایی هستند (شکل ۴ الف). بر اساس رده بندی مرجع [۳۵]، کلینوپیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن‌های Ca, Mg, Fe و فقیر از سدیم هستند. این کلینوپیروکسن‌ها در نمودار نامگذاری کلینوپیروکسن‌ها، در گستره دیوپسید قرار دارند (شکل ۴ ب).

جدول۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای ریزپردازشی درشت‌بلور کلینوپیروکسن بازالت‌های آبرود-فومن (۱۶FMN۳۲A) در منطقه گشت-ماسوله (برحسب درصد وزنی).

کانی	۱-۱Cpx	۲-۱Cpx	۳-۱Cpx	۱-۲Cpx	۲-۲Cpx	٤Cpx	٥Cpx	٦Cpx	۱-۷Cpx	۲-۷Cpx	۸Cpx	۹Cpx
SiO_2	50/79	51/04	50/95	50/85	50/60	50/73	50/46	50/87	51/04	50/79	48/27	49/78
TiO_2	0/93	0/92	1/02	0/96	1/09	0/94	0/98	0/87	0/92	0/96	2/15	1/50
Al_2O_3	3/57	3/41	3/64	3/70	3/89	3/69	4/00	3/44	3/54	3/70	4/96	3/72
Cr_2O_3	0/08	0/24	0/20	0/14	0/17	0/12	0/13	0/25	0/18	0/27	0/01	0/06
FeO	8/92	8/77	9/00	9/14	9/32	9/03	8/99	8/76	9/28	8/74	12/08	12/62
MnO	0/24	0/27	0/27	0/24	0/22	0/20	0/23	0/24	0/23	0/22	0/31	0/33
MgO	15/04	14/91	15/09	14/92	15/02	14/89	14/68	14/91	15/00	15/01	12/47	14/48
CaO	20/89	21/00	21/08	21/13	20/80	20/97	20/80	21/08	20/57	21/44	20/22	18/55
Na_2O	0/32	0/29	0/30	0/31	0/27	0/31	0/38	0/32	0/29	0/36	0/36	0/24
K_2O	0/00	0/00	0/00	0/01	0/00	0/01	0/01	0/00	0/00	0/01	0/04	0/01
NiO	0/03	0/00	0/01	0/03	0/00	0/01	0/04	0/00	0/00	0/00	0/00	0/02
Total	100/8	100/8	101/5	101/4	101/3	100/8	100/6	100/7	101/0	101/5	100/87	101/2
کاتیون‌ها برای ۶ اتم اکسیژن												
Si	1/87	1/88	1/86	1/86	1/85	1/86	1/86	1/87	1/87	1/85	1/80	1/84
Ti	0/03	0/03	0/03	0/03	0/03	0/03	0/03	0/02	0/03	0/03	0/06	0/04
Al	0/15	0/15	0/16	0/16	0/17	0/16	0/17	0/15	0/15	0/16	0/22	0/16
Cr	0/00	0/01	0/01	0/00	0/00	0/00	0/00	0/01	0/01	0/01	0/00	0/00
Fe^{3+}	0/08	0/06	0/08	0/09	0/08	0/08	0/08	0/08	0/06	0/10	0/08	0/09
Fe^{2+}	0/19	0/21	0/19	0/19	0/20	0/20	0/20	0/19	0/22	0/17	0/29	0/30
Mn	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01
Mg	0/82	0/82	0/82	0/81	0/82	0/82	0/81	0/82	0/82	0/82	0/69	0/80
Ca	0/82	0/83	0/82	0/83	0/82	0/83	0/82	0/83	0/81	0/84	0/81	0/74
Na	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/03	0/02	0/02	0/03	0/03	0/02
K	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00
Ni	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00
Total	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00
$Mg^{\#}$	75/03	75/20	74/94	74/41	74/18	74/61	74/44	75/21	74/24	75/38	64/79	67/16
Al^{IV}	0/13	0/12	0/14	0/14	0/15	0/14	0/14	0/13	0/13	0/15	0/20	0/16
Al^{VI}	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/03	0/02	0/03	0/01	0/02	0/00
Wo%	44/75	44/68	44/89	45/17	44/42	44/89	45/04	45/11	43/72	46/04	45/02	40/00
En%	44/83	44/14	44/71	44/38	44/62	44/35	44/22	44/40	44/35	44/85	38/63	43/44
Fs%	10/43	11/18	10/40	10/44	10/96	10/77	10/74	10/49	11/93	9/12	16/35	16/56

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.5.9]

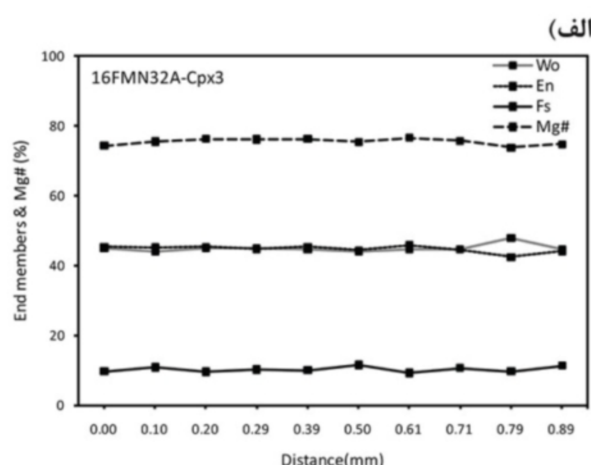
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.609]

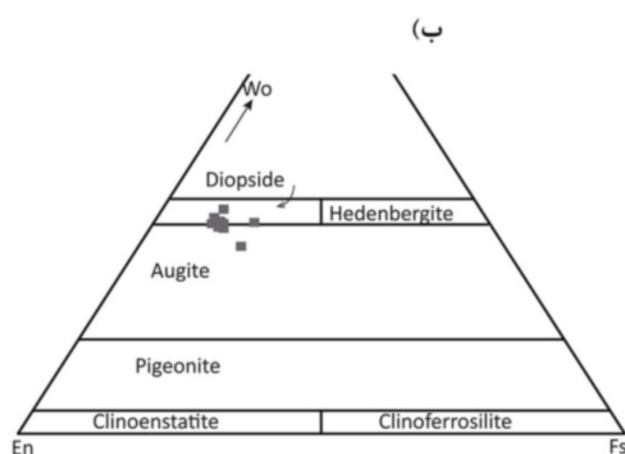
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.5.9]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.609]

ادامه جدول ۲

کانی	-۳Cpx	-۳Cpx	-۳Cpx	-۳Cpx	-۳Cpx	-۳Cpx	-۳Cpx	-۳Cpx	-۳Cpx	-۳Cpx
SiO_2	50/30	51/33	51/14	51/43	50/81	51/35	51/08	51/03	48/77	51/51
TiO_2	0/91	0/95	1/00	1/08	0/98	1/01	0/97	0/90	1/55	0/83
Al_2O_3	3/24	2/80	2/98	3/01	4/02	3/20	3/37	3/40	5/73	3/11
Cr_2O_3	0/18	0/00	0/01	0/00	0/05	0/00	0/00	0/16	0/05	0/19
FeO	9/29	8/88	8/49	8/53	8/48	8/83	8/45	8/61	8/70	9/00
MnO	0/21	0/27	0/29	0/27	0/18	0/22	0/20	0/21	0/19	0/22
MgO	15/12	15/36	15/34	15/27	15/31	15/19	15/53	15/09	13/79	14/99
CaO	20/85	20/77	21/23	21/42	21/01	20/93	21/06	21/08	21/62	21/16
Na_2O	0/27	0/28	0/30	0/27	0/27	0/25	0/31	0/26	0/34	0/30
K_2O	0/02	0/01	0/01	0/00	0/00	0/00	0/00	0/01	0/00	0/01
NiO	0/00	0/01	0/04	0/05	0/00	0/00	0/02	0/02	0/03	0/04
Total	100/39	100/68	100/82	101/33	101/10	100/97	100/99	100/76	100/77	101/36
کاتیون‌ها برای ۶ اتم اکسیژن										
Si	1/86	1/89	1/88	1/88	1/86	1/88	1/87	1/88	1/80	1/89
Ti	0/03	0/03	0/03	0/03	0/03	0/03	0/03	0/02	0/04	0/02
Al	0/14	0/12	0/13	0/13	0/17	0/14	0/15	0/15	0/25	0/13
Cr	0/01	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/01
Fe^{3+}	0/11	0/07	0/08	0/07	0/08	0/05	0/09	0/07	0/10	0/07
Fe^{2+}	0/18	0/20	0/18	0/19	0/18	0/22	0/17	0/20	0/17	0/21
Mn	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01	0/01
Mg	0/83	0/84	0/84	0/83	0/83	0/83	0/85	0/83	0/76	0/82
Ca	0/82	0/82	0/83	0/84	0/82	0/82	0/83	0/83	0/85	0/83
Na	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02	0/02
K	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00
Ni	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00	0/00
Total	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00	4/00
$Mg^{\#}$	74/38	75/52	76/31	76/16	76/30	75/41	76/62	75/76	73/85	74/81
Al^{IV}	0/14	0/11	0/12	0/12	0/14	0/12	0/13	0/12	0/20	0/11
Al^{VI}	0/00	0/01	0/01	0/01	0/03	0/02	0/01	0/02	0/05	0/02
Wo%	44/95	43/91	45/08	45/05	44/70	43/99	44/77	44/75	47/85	44/68
En%	45/37	45/20	45/33	44/71	45/32	44/43	45/92	44/57	42/46	44/04
Fs%	9/69	10/89	9/59	10/24	9/98	11/57	9/31	10/69	9/69	11/28



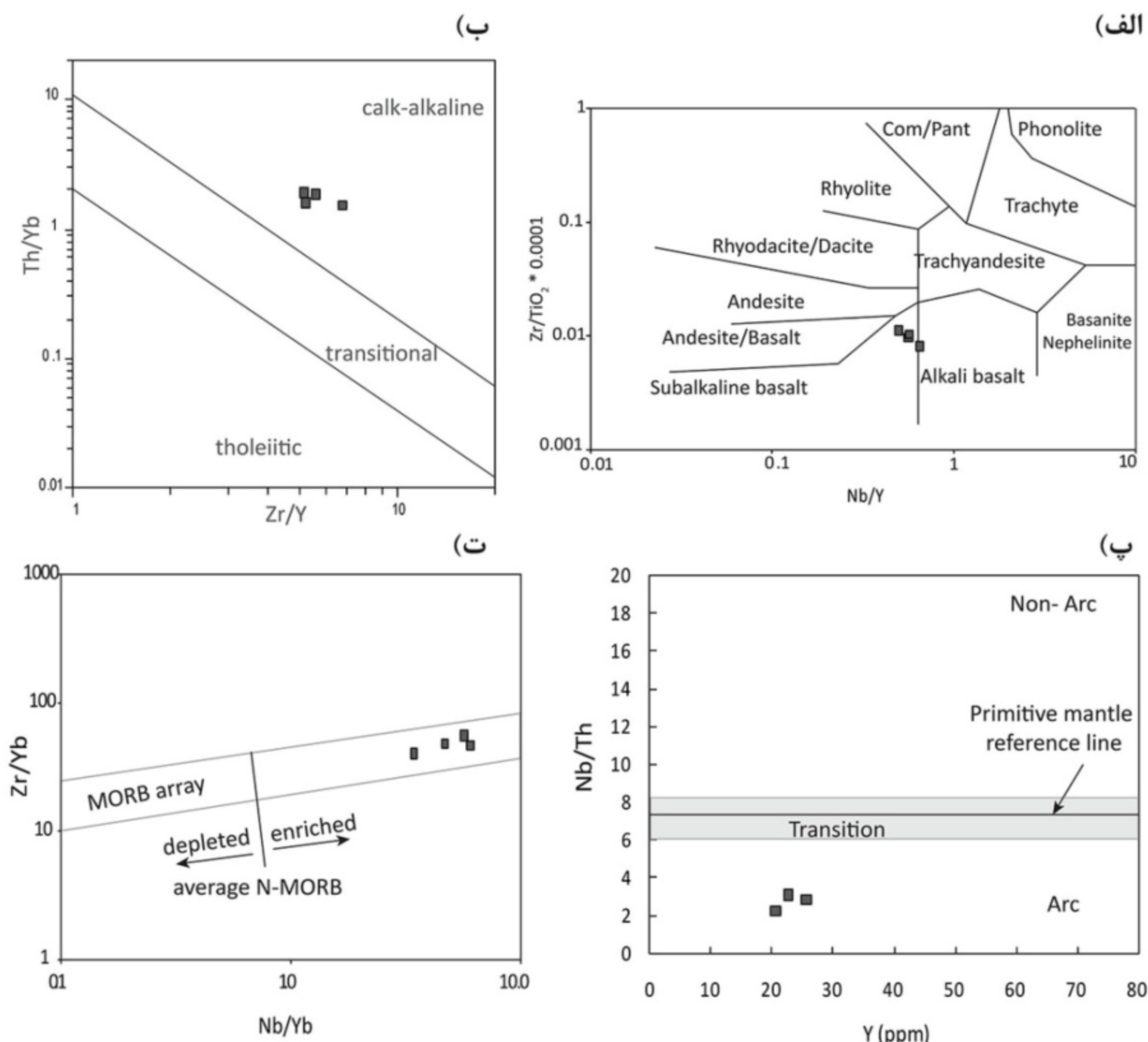


شکل۴ الف) نیمرخ تغییرات ترکیب اعضای نهایی و عدد منیزیم درشت بلور پیروکسن سنگ‌های بازالتی مورد بررسی از لبه تا لبه و ب) نمودار رده‌بندی کلینوپیروکسن [۳۵] برای تعیین نوع درشت بلورهای کلینوپیروکسن. نماد کلینوپیروکسن نمونه‌های بازالتی در همه نمودارهای شیمی کانی مانند شکل ۴ است.

بحث

از نظر شیمیایی، ویژگی ماگمای مادر بازالت‌ها با توجه به Nb/Y< ۱، نیمه قلیایی است [۳۶] (شکل ۵ الف). در رده‌بندی ماگمای نیمه قلیایی با استفاده از عناصری که نسبت به دگرسانی بی‌تحرک هستند، ماگمای آهکی قلیایی نسبت به ماگماهای تولئیتی از Th و Zr غنی‌تر بوده و مقدار Y و Yb آنها مشابه یا تهی‌شده‌تر از ماگمای تولئیتی است [۳۷]. این بازالت‌ها در نمودار رده‌بندی سری ماگمایی، در گستره آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۵ ب).

در نمودار مقدار Y نسبت به Nb/Th برای تعیین محیط زمین ساختی، نمونه‌ها دارای Nb/Th < ۷/۴ بوده که کمتر از مقدار تعریف شده برای گوشته اولیه است و در گستره محیط زمین ساختی قوس قرار دارند (شکل ۵ پ) که نشان دهنده تهی‌شدگی بیشتر Nb نسبت به Th است. این از ویژگی ماگماهای تشکیل شده در محیط‌های زمین ساختی وابسته به قوس است [۳۸]. نمودار Nb/Yb نسبت به Zr/Yb بازالت‌ها [۳۹] (شکل ۵ ت) نشان می‌دهد که ماگمای مادر این سنگ‌ها نسبت به ویژگی شیمیایی بازالت پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) غنی شده است. ماگمای بازالتی که از ذوب صفحه فرورونده تشکیل می‌شود در بالای آرایه MORB واقع می‌شود، در حالی‌که نمونه‌های بازالتی مورد بررسی درون آرایه MORB قرار دارند و نشان می‌دهد که ذوب صفحه فرورونده در تشکیل ماگمای مادر این سنگ‌ها نقشی نداشته است [۳۹].



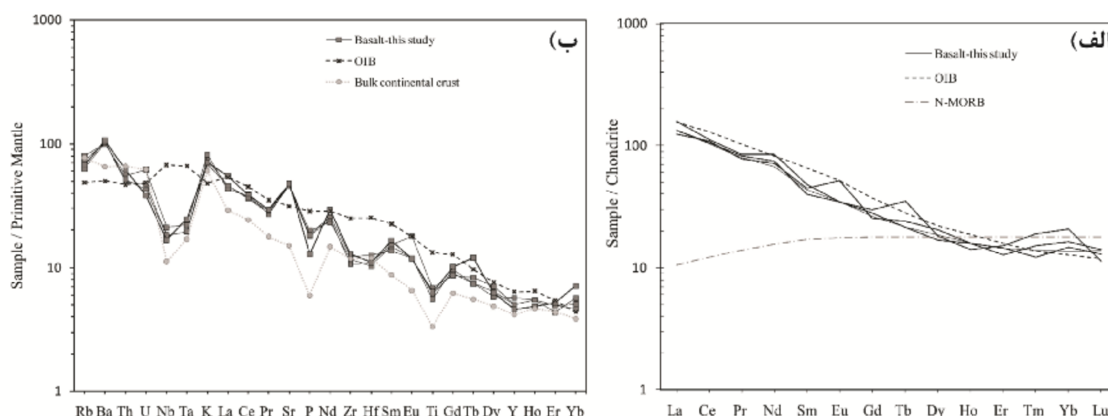
شکل ۵ الف) نمودار Nb/Y نسبت به Zr/TiO_2 برای رده‌بندی سنگ‌های آذرین بیرونی [۳۶]، ب) نمودار Zr/Y نسبت به Th/Yb [۳۷] برای تعیین سری ماگمایی بازالت‌های گشت-ماسوله، پ) نمودار Y نسبت به Nb/Th [۳۸] برای تعیین محیط زمین‌ساختی بازالت‌ها و ت) نمودار Nb/Yb نسبت به Zr/Yb [۳۹]. نماد نمونه‌های بازالتی در همه نمودارها مانند شکل ۵ الف است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.5.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.609]

الگوی عناصر خاکی نادر (REE) بهنجار شده به کندریت [۴۰] مشابه الگوی محیط‌های بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) [۴۰] است (شکل ۶ الف). شیمی بازالت‌ها نسبت به عناصر خاکی نادر سبک (LREE) بیش از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) غنی شدگی نشان می‌دهند (La_N/Yb_N= ۷٫۷–۹٫۸). این ویژگی می‌تواند بدلیل ذوب بخشی جزئی منبع اولیه ماگمای مادر این سنگ‌ها و یا آلایش ماگمای مادر با مواد پوسته‌ای باشد. همچنین با توجه به شیب ملایم نمودار REE و شباهت فراوانی HREEهای بهنجار شده به کندریت با محیط MORB نوع مورب عادی (N-MORB) چنین برداشت می‌شود که مذاب بازالتی از یک منبع گوشته‌ای غیر عمیق و بدون گارنت تشکیل شده است. باتوجه به ضریب تفکیک بالای HREEها در کانی کلینوپیروکسن نسبت به LREEها در مذاب‌های بازالتی [۴۱]، تبلور کلینوپیروکسن از ماگما در تمرکز HREEها نقش داشته و از عوامل ایجاد این الگوی REE برای بازالت‌های مورد بررسی است. بازالت‌های مورد بررسی در الگوی REE ناهنجاری منفی Eu ($Eu_N/(Gd_N \times Sm_N)^{1/2}$) [۴۲] ندارد که بیانگر نبود تبلور جدایشی (جدایش بخشی) پلاژیوکلاز در این سنگ‌هاست.

نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه [۴۰] نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) غنی‌تر شده‌اند (شکل ۶ ب). نمودار عنکبوتی بازالت‌های مورد بررسی از الگوی بهنجار شده OIB پیروی می‌کند، ولی نسبت به Nb, Ta و Ti تهی شده هستند که این از ویژگی‌های ماگمای تشکیل شده در محیط قوس یا وابسته به قوس است. الگوی عناصر فرعی و جزئی بازالت‌ها کاملاً مشابه الگوی پوسته قاره‌ای کل [۴۳] بهنجار شده به گوشته اولیه است.

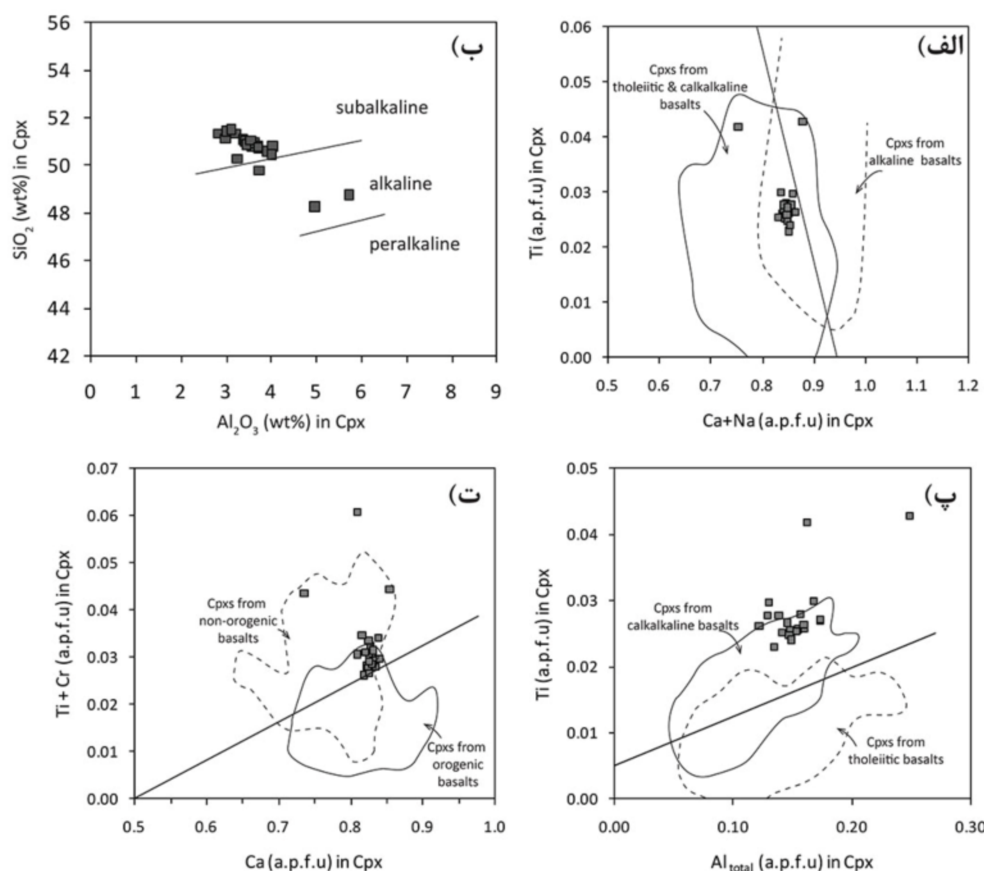
براساس نمودارهای مرجع [۲۷]، ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی در گستره مشترک کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های بازالتی متبلور شده از ماگمای قلیایی و نیمه قلیایی واقع است. با توجه به پائین بودن Na و Ti در این کلینوپیروکسن‌ها نسبت به کلینوپیروکسن‌های قلیایی، می‌توان گفت که ماگمای مادر این سنگ‌ها نیمه قلیایی بوده است و داده‌ها سمت چپ خط جدا کننده رسم شده‌اند. این کلینوپیروکسن‌ها براساس نمودار Al_2O_3 نسبت به SiO_2 کلینوپیروکسن [۳۲] برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های بازالتی در منطقه گشت-ماسوله از یک ماگمای نیمه قلیایی (شکل‌های ۷ الف و ب) و با توجه به نمودار Al در برابر Ti ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن (شکل ۷ پ)، از یک ماگمای آهکی قلیایی متبلور شده‌اند. در نمودار Ti+Cr نسبت به Ca برای رده‌بندی کلینوپیروکسن‌های ماگماهای بازالتی نیمه قلیایی، نمونه‌های مورد بررسی در گستره همپوشی کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های کوهزایی و غیرکوهزایی قرار دارند. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در مقایسه با کلینوپیروکسن‌های وابسته به محیط‌های غیر کوهزایی که گستره به نسبت وسیعی را در این نمودار دارند، Ti+Cr به نسبت پایین تا حدواسطی دارد و مماس با خط جدا کننده رسم می‌شوند. از آنجاکه کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های محیط‌های کوهزایی دارای Cr بسیار پایین هستند و با توجه به مقدار Cr بسیار پایین در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی (اتم در واحد فرمول ≥۰٫۰۳)، می‌توان گفت که ماگمایی که این کلینوپیروکسن‌ها از آن متبلور شده‌اند مربوط به محیط‌های دگرگونی وابسته به کوهزایی است (شکل ۷ ت).



شکل۶ الف) الگوی عناصر خاکی نادر سنگ‌های بازالتی بهنجار شده به کندریت [۴۰] و ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه [۴۰] بازالت‌های مورد بررسی (مقادیر OIB برگرفته از مرجع [۴۰] و مقادیر مربوط به پوسته قاره‌ای کل از مرجع [۴۳] هستند)

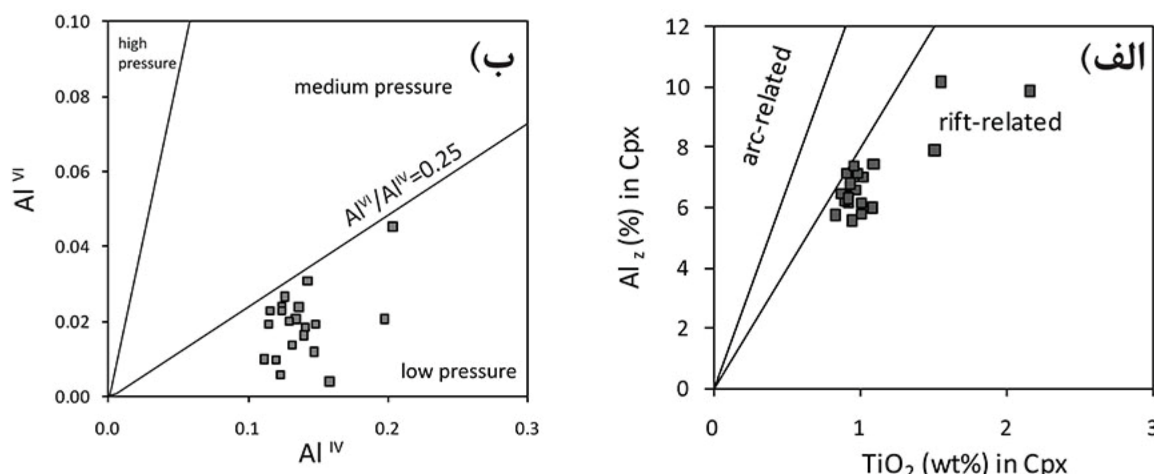
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.5.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.609]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.5.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.609]



شکل ۷ الف) نمودار تعیین سری ماگمایی [۲۷] براساس شیمی کانی کلینوپیروکسن، ب) نمودار Al_2O_3 نسبت به SiO_2 کلینوپیروکسن برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های بازالتی [۳۲]، پ و ت) نمودار تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی ماگمای مادر بازالت‌های مورد بررسی [۲۷].

مقدار Cr_2O_3 و Al_2O_3 در کلینوپیروکسن‌ها پایین بوده که نشانگر تهی بودن ماگمای مادر بازالت‌ها از این عناصر است. پایین بودن TiO_2 از ویژگی بارز ماگماهای تشکیل شده در محیط زمین ساختی مربوط به قوس بوده و یا ممکن است بدلیل فرورانش های پیشین، ماگمای مادر این سنگ‌ها از TiO_2 تهی شده باشد [۲۸]. با توجه به نمودار Ca نسبت به Ti+Cr ترکیب کلینوپیروکسن (شکل ۷ پ)، ترکیب کلینوپیروکسن در گستره همپوشی کلینوپیروکسن‌های کوهزایی و غیرکوهزایی واقع است. رسم کلینوپیروکسن نمونه-های بازالتی در نمودار TiO_2 نسبت به Al_Z که برای تفکیک سنگ‌های مافیک و فرامافیک شکل گرفته از ماگماهای قلیایی و نیمه قلیایی در محیط‌های مختلف زمین ساختی کوهزایی و غیرکوهزایی براساس شیمی کانی کلینوپیروکسن پیشنهاد شده است [۴۴] (شکل۸ الف) نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن سنگ‌های مورد بررسی در گستره کلینوپیروکسن‌های وابسته به محیط کافت قرار دارند. در این نمودار، Al_Z مقدار آلومینیومی است که می‌تواند در جایگاه چاروجهی کانی کلینوپیروکسن جای بگیرد و برابر است با ۲ / ۱۰۰ × (Al^{IV}) [۳۲]. با وجود داده‌های زمین شیمیایی سنگ کل بازالت‌ها که نشان می‌دهد شیمی این سنگ‌ها با ویژگی‌های بازالت‌های محیط قوس همخوانی دارند، با توجه به شیمی کانی کلینوپیروکسن، به طور کلی نمی‌توان خاستگاه مربوط به مناطق کششی ماگمای مادر کلینوپیروکسن‌ها را نادیده گرفت. از آنجا که جانشینی Al در جایگاه هشت‌وجهی ساختار کلینوپیروکسن به شدت وابسته به فشار است [۴۵]، با افزایش فشار مقدار Al بیشتری در جایگاه هشت‌وجهی جانشین می‌شود. در نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۲۹] کلینوپیروکسن، این نمونه‌ها در گستره فشار پایین قرار دارند که می‌تواند شاهدی برای تبلور این کانی در مناطق زمین ساختی فشار پایین و کششی باشد (شکل ۸ ب).



شکل ۸ الف) نمودار TiO_2 نسبت به Al_Z برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل بازالت‌های مورد بررسی در منطقه گشت-ماسوله براساس شیمی کلینوپیروکسن [۴۴] و ب) نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} برای تعیین گستره فشار تبلور کانی کلینوپیروکسن از ماگمای مادر سنگ‌های بازالتی گشت-ماسوله [۲۹].

برداشت

۱. ترکیب شیمیایی سنگ‌های بازالتی و شیمی کلینوپیروکسن‌های آنها نشان می‌دهد که این بازالت‌ها از یک ماگمای نیمه قلیایی با ویژگی آهکی قلیایی متبلور شده‌اند.

۲. الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت غنی شدگی عناصر خاکی نادر سبک را نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (La_N/Yb_N= ۷/۷ – ۹/۸) نشان می‌دهد که این ویژگی می‌تواند ناشی از نرخ ذوب بخشی کم در منبع اولیه تشکیل دهنده این ماگماها یا در اثر آلایش ماگمای مادر با مواد پوسته‌ای و یا دگرنهادی گوشته‌ای توسط سیال‌های برآمده از صفحه فرورونده در ارتباط با رخداد فرورانش پیشین در این منطقه باشد.

۳. محیط زمین‌ساختی تشکیل این سنگ‌ها براساس شیمی سنگ‌کل و شیمی کانی کلینوپیروکسن وابسته به محیط دگرگونی کششی و در ارتباط با مناطق قوس است.

۴. درشت بلورهای کلینوپیروکسن بازالت‌های مورد بررسی بدون منطقه‌بندی شیمیایی هستند. این کلینوپیروکسن‌ها فقیر از سدیم هستند و ترکیب دیوپسید را دارند. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که این کانی از ماگمایی با مقدار تیتانیوم و منیزیم پایین متبلور شده‌اند.

۵. از آنجا که این سنگ‌ها از نظر شیمیایی ویژگی‌های ماگماهای تشکیل شده در مناطق کششی و از طرفی قوس را نشان می‌دهند، می‌توان چنین گفت که این سنگ‌ها در یک محیط کششی تشکیل شده‌اند. همچنین، ترکیب شیمیایی مربوط به مناطق قوس یک ویژگی به ارث رسیده از رخدادهای فرورانش پیشین در منطقه بوده است و / یا ترکیب شیمیایی ماگمای مادر این سنگ‌ها در صعود به طبقه‌های بالای پوسته-ای با مواد پوسته‌ای و یا سیال‌های برآمده از فرورانش پیشین آلایش یافته است که باعث بروز ویژگی ماگماهای وابسته به قوس در این سنگ‌ها شده است.

قدردانی

این مقاله برگرفته از پایان‌نامه دکتری نویسنده اول است. از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری برای تأمین هزینه‌های فرصت مطالعاتی برای انجام این پژوهش قدردانی می‌شود. از دانشگاه تبریز بدلیل حمایت و فراهم نمودن امکانات بررسی هایی و وسیله نقلیه برای کار های صحرایی سپاسگذاری می‌گردد. از خانم دکتر کریستینا گونتر از مؤسسه علوم زمین دانشگاه پتسدام که در تجزیه شیمیایی کمک کردند متشکریم. از داوران محترم مجله بابت راهنمایی و نظرهای سازنده‌شان برای ارتقاء علمی این مقاله تشکر می‌شود.

مراجع

[1] Alavi M., *"Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran"*, Journal of Geodynamics, 21(1), 1-33 (1996).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.5.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.609]

zone (in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 19 (2012) 699-714.

[12] Kazmin V., *"Tectonic evolution of the Caucasus and Fore-Caucasus in the late Paleozoic"*, Doklady Earth Sciences 406 (2006) 66-68.

[13] Ansari M.R, Vossoughi Abedini M., Darvish Zadeh A., Sheikhzakariaee S., Hossein Mirzaee Beni Z., *"Geochemical constrain on the Early Cretaceous, OIB-type alkaline volcanic rocks in Kojor volcanic field, Central Alborz Mountain, north of Iran"*, Australian Journal of Basic and Applied Sciences 5(10) (2011) 913-925.

[14] Ansari M.R., *"Geochemistry of Mid Cretaceous Alkaline Volcanic Rocks, member of Chaloos formation, Abbas Abad Volcanic Field, Central Alborz Mountains, North of Iran"*, Life Science Journal 10 (2013) 874-883.

[15] Salavati M., *"Petrology, geochemistry and mineral chemistry of extrusive alkalic rocks of the Southern Caspian Sea Ophiolite, Northern Albroz, Iran: Evidence of alkaline magmatism in southern Eurasia",* Journal of Applied Sciences 8(12) (2008) 2202-2216.

[16] Salavati M., Kananian A., Samadi Soofi A., Zaeimnia F., *"Mineral chemistry of ultramafic rocks from the Southern Caspian Sea Ophiolite (Eastern Guilan): evidence for a high-pressure crystal fractionation (in Persian)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 17 (2009) 149-166.

[17] Delavari M., Moradi R., Tabbakh Shabani A.A., *"Mineral chemistry, thermobarometry and tectonomagmatic setting of Late-Cretaceous volcanic rocks from the Kojid area (south of Lahijan, northern Alborz) (in Persian)"*, Petrology 9(33) (2018) 133-164.

[18] Haghnazar Sh., Malakotian S., *"Petrography and Geochemistry of the Javaherdasht basalts (east of Guilan Province): The investigation of the role of crystal fractionation and crustal contamination in the magmatic evolution (in Persian)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 17 (2009) 553-266.

[19] Haghnazar Sh., Malakotian S., Alahyarii K., *"Investigation of petrological, mineralogical and geochemical properties of Javaherdasht gabbros (east of Guilan province) (in Persian)"*, Iranian

[2] Berberian M., King G., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Canadian Journal of Earth Sciences 18(2) (1981) 210-265.

[3] Brunet M-F., Korotaev MV., Ershov AV., Nikishin AM., *"The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling"*, Sedimentary Geology 156(1-4) (2003) 119-148.

[4] Şengör A., *"A new model for the late Palaeozoic—Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman"*, Geological Society, London, Special Publications 49(1) (1990) 797-831.

[5] Omrani H., Moazzen M., Oberhänsli R., Tsujimori T., Bousquet R., Moayyed M., *"Metamorphic history of glaucophane-paragonite-zoisite eclogites from the Shanderman area, northern Iran"*, Journal of Metamorphic Geology, 31(8) (2013) 791-812.

[6] Zanchi A., Zanchetta S., Berra F., Mattei M., Garzanti E., Molyneux S., Nawab A., Sabouri J., *"The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran"*, Geological Society, London, Special Publications 312(1) (2009) 31-55.

[7] Aghanabati A., *"Jurassic Stratigraphy of Iran"*, Geological Survey of Iran 2 (1998) 746.

[8] Seyed-Emami K., Fürsich FT., Wilmsen M., *"Documentation and significance of tectonic events in the northern Tabas Block (east-central Iran) during the Middle and Late Jurassic"*, Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia (Research In Paleontology and Stratigraphy) 110(1) (2004) 163–171.

[9] Fürsich FT., Wilmsen M., Seyed-Emami K., Majidifard MR., *"The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin"*, Geological Society, London, Special Publications 312(1) (2009) 189-203.

[10] Doroozi R., Vaccaro C., Masoudi F., Petrini R., *"Petrogenesis and mantle source characteristics of Triassic alkaline basaltic rocks of North Kamarbon, Northern Central Alborz, Iran"*, Solid Earth Sciences 3(4) (2018) 115-129.

[11] Ghasemi H., Jamshidi K., *"Geochemistry, petrology and proposed tectonomagmatic model for generation of alkaline basic rocks in the base of the Shemshak Formation, the eastern Alborz*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.5.9]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.609]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.5.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.609]

[31] Brey G., Köhler T., *"Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers"*, Journal of Petrology 31(6) (1990) 1353-1378.

[32] LeBas MJ., *"The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage"*, American Journal of Science 260(4) (1962) 267-288.

[33] Nimis P., Taylor WR., *"Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 139(5) (2000) 541-554.

[34] Droop G., *"A general equation for estimating* Fe^{3+} *concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria"*, Mineralogical Magazine 51(361) (1987) 431-435.

[35] Morimoto N., *"Nomenclature of pyroxenes"*, Mineralogy and Petrology 39(1) (1988) 55-76.

[36] Winchester JA., Floyd P.A., *"Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements"*, Chemical Geology 20 (1977) 325-343.

[37] Ross P-S., Bédard J.H., *"Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams"*, Canadian Journal of Earth Sciences 46(11) (2009) 823-839.

[38] Jenner G., Dunning G., Malpas J., Brown M., Brace T., *"Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction-zone origin"*, Canadian Journal of Earth Sciences 28(10) (1991) 1635-1652.

[39] Pearce J.A., Peate D.W., *"Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas"*, Annual review of Earth and Planetary Sciences 23(1) (1995) 251-285.

[40] Sun S-s., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes"*, Geological Society, London, Special Publications 42(1) (1989) 313-345.

[41] Rollinson, H. R., "*Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*" London: Longman Scientific & Technical (1993) 352.

Journal of Crystallography and Mineralogy 18 (2011) 545-562.

[20] Haghnazar Sh., Vosoughi Abedini M., Pourmoafi M., *"Mantle source signatures of the basalts from Javaherdasht area (E Gilan) based on geochemistry and isotopic evidence (in Persian)"*, Iranian Journal of Geology 8 (2009) 95-102.

[21] Jafari Sough R., Asiabanha A., Nasrabadi M., *"Geochemistry of Cretaceous hydromagmatic lava flows in Separdeh district, NE Qazvin, central Alborz (in Persian)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26 (2018) 717-732.

[22] Nazari H., Omrani J., Shahidi A., Salamati R., Mousavi A., *"Geological map of Bandar-e-Anzali sheet, Scale 1:100000"*, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran (2004) 1.

[23] Clark G., Davies R., Hamzepour B., Jones C., Ghorashi M., Navaee I., *"Geological map of Bandar-e-Anzali Quadrangle map, Scale 1:250000"*, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran (1977) 1.

[24] Whitney DL., Evans B.W,. *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American mineralogist 95(1) (2010) 185-187.

[25] Bender J., Hodges F., Bence A., *"Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 kbars"*, Earth and Planetary Science Letters 41(3) (1978) 277-302.

[26] Kushiro I., *"Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks"*, American Journal of Science 258(8) (1960) 548-554.

[27] Leterrier J., Maury RC., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series"*, Earth and Planetary Science Letters 59(1) (1982) 139-154.

[28] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G., Zeda O., *"Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator"*, Chemical Geology 77(3-4) (1989) 165-182.

[29] Aoki K-I., Shiba I., *"Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan",* Lithos 6(1) (1973) 41-51.

[30] Bertrand P., Mercier J.C.C., *"The mutual solubility of coexisting ortho-and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system?"*, Earth and Planetary Science Letters 76(1-2) (1985) 109-122.

[42] Taylor S.R., McLennan S.M., *"The continental crust: its composition and evolution"*, United States: Blackwell Scientific Publications (1985) 328.

[43] Rudnick R.L., Gao S., *"Composition of the continental crust"*, Treatise on Geochemistry 3 (2003) 659.

[44] Loucks R.R., *"Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene"*, Geology 18(4) (1990) 346-349.

[45] Wilson A.F., *"Aluminium in coexisting pyroxenes as a sensitive indicator of changes in metamorphic grade within the mafic granulite terrane of the Fraser Range, Western Australia"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 56(3) (1976) 255-277.